

KARSTMORFOLOGIAI MEGFIGYELÉSEK ODORVÁRON

MUCSI LÁSZLÓ

JATE. Természeti Földrajzi Tanszék

Bevezetés

Ódorvár felszínfejlődése, a karstos és a nemkarstos területek szoros kölcsönhatása, valamint a különböző alapkőzetten kialakult, így eltérő fizikai és kémiai tulajdonságokkal jellemezhető talajtipusok együttes vizsgálata alapján a mintaterület geomorfológiai sajátosságai könnyen értelmezhetők. Megfigyeléseim célja az volt, hogy az odorvári talajok fejlődésén keresztül bizonyítékokat találjak a karstos térszín kialakulására, folyamatos változására. Vizsgálataim megerősítik azokat a korábbi megállapításokat, melyek szerint a talajok döntően befolyásolják a felszínen és a felszín alatt lejátszódó folyamatokat (BARÁNY I. 1980, 1985). A talajokban végbemenő változások nemcsak meghatározzák a karst jelenlegi állapotát, de belőlük következtethetünk a táj átalakulására és módosuló morfológiai arculatára.

Ódorvár domborzatának fejlődése

Ódorvár a Dél-Nyugati Bükk K-i határvonala mentén, a Hór-völgy középső szakaszán helyezkedik el. Az Ódorvár fő tömegét alkotó ladinai szürke szaruköves mészkő az idősebb ladinai (karni ? BALOGH K. 1981) agyagpala alól bukkan a felszínre. A dél-alpi-dinári triász összleteket a kréta eleji, ausztriai hegységképző mozgások egyszerű állóredőkbe, a felsőkréta-alsóeocén szerkezeti mozgások ezeket az álló redőket Dél felé átbuktatott és átpikkelyezett redőkké gyűrtek (BALOGH K. 1964., HEVESI A. 1978). A szerkezeti mozgások hatására a Bükk a felsőeocénra tönkfelületté (FINOZBS Z. 1963) egyengetődött. A felsőeocén eltemetődés (kriptotönk: SZÉKELY A. 1972) és a felsőoligocén tenger visszahúzódása után az alsómiocénban a Bükk újra szárazulattá vált (HEVESI A. 1978). Az eltemetett alsóeocén tönk exhumált tönkké fiatalodott, majd a helyi tengerborítás és a miocén vulkáni tevékenység hamuszórása az egész Bükköt érintette.

A torton-szarmata emelkedés óta ezek a fedőszelvények folyamatosan pusztulnak, sőt többnyire teljesen lepusztultak. A pliocénban már szárazföldi folyamatok formálták a Bükköt. Ekkor kezdődhetett meg a Hór-patak völgyének kamélyulása is (HEVESI A. 1978).

A Hór-völgy epigenetikusán öröklődött át a keményebb mészkőre. Az agyagpala a maiénál jóval nagyobb területen borította a mészkövet, amit a Hór-völgy K-i részére áthúzódó Mákszem-Kupán agyagpala sáv jelenléte is bizonyít. A könnyebben pusztuló agyagpalán megjelent az Ós-Hór, majd a terület lassú emelkedésével előbb átvágta magát a vékony agyagpala takarón, s mivel a karsztvízszint süllyedése és a bevágódás szinkronban volt a völgy átöröklődött a mészkőre.

Az emelkedés fő üteme a pleisztocénra tehető, amikor az erős völgyképződés hatására meredek falú, V alakú völgy alakult ki. Az agyagpala alól a Hór-völgy Ny-i oldalán is kibukkant a mészkő és a kitakart mészkövön megjelent a kőzetadottságnak megfelelő talajtípus, a rendzina.

A mészkőtömb kiemelkedése Odorvár vízrajzi állapotában is döntő változásokat hozott. Az eredetileg nyílt, majd eltemetett vegyes nem önálló karszt kis részben fedett nem önálló karszttá alakult, sőt az Odorhegyet és Odorvárat elválasztó nyeregénél magasabban elhelyezkedő mészkőszint, az egykori a vár területe, ma már növény- és talajtakaró igazi nyílt önálló karszt (HEVESI A. nomenklatúrája szerint 1986). Az agyagpala jó vízvezetése miatt az agyagpala mészkő határvonalon források bukkannak a felszínre (Zsilípez-forrás, az odorvári kutatótábor lakóinak elnevezése alapján a Fű- és a Lány-források, amelyek már kiszáradtak). Ezek az egykor bővizű források mélyítették ki a Hór-völgy szubszekvens völgyeit a Zsilípez- és az Odorlápát. Ezek az időszakos vízfolyásokkal rendelkező, egy oldalról nyitott mellékvölgyek fokozatosan lefűzik az odorvári mészkőtömböt az Odorhegyről, így Odorvár lassan elveszti nemkarsztos vízutánpótlását és autogén jellege egyre erősödik.

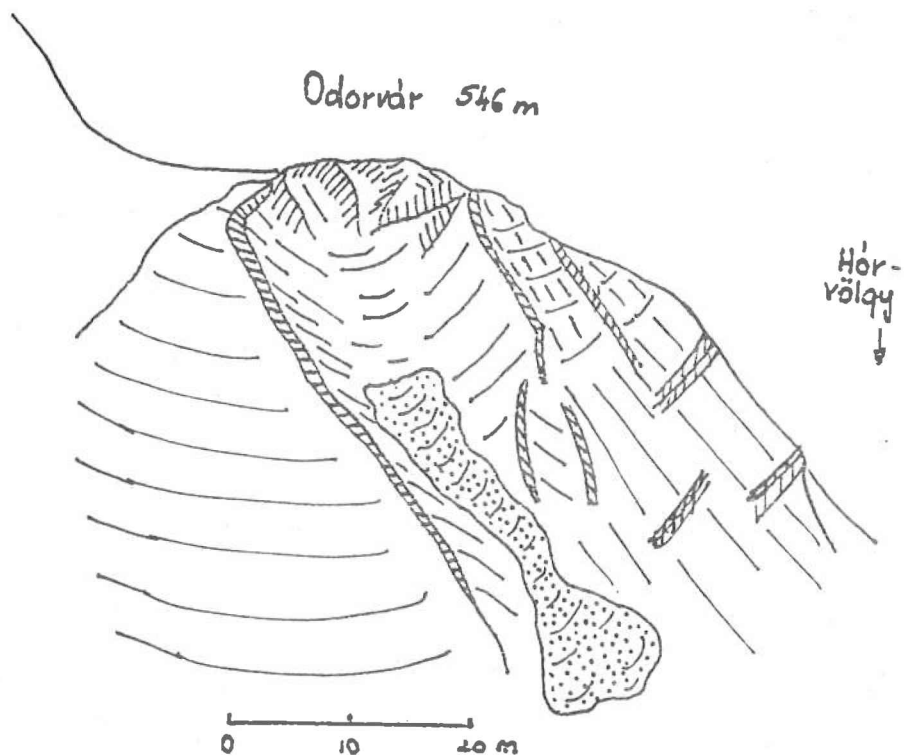
A pleisztocén emelkedés következtében a karsztvízszint is fokozatosan süllyedt, így a korábban a karsztvíznívóban kialakult üregrendszerek is szárazzá váltak. Odorvár mészkőtömbje többesintű üreg- és barlang-rendszert rejt. A pleisztocén üledék beáramlásra HIR J. (1985) talált bizonyítékokat a Hajnóczy-barlangban. Az alsó- és felső-pleisztocén üledékek alapján a Hajnóczy-barlang egyike a Bükk legidősebb barlangjainak.

A morfológiai vizsgálatok magyarázatot adnak arra, hogy miért találunk alsó- és felet-pleisztocén üledékeket a barlangban és miért szűntetelt az üledékbeáramlás a középső-pleisztocén idején. A keresztvíznívó alatt érkei áramok képződtek, pl. az Oriás-terem 92 m hosszú, szélessége 18 m, magassága 14 m. Ma ez a terem a völgybevégyődése és a felületi leűblítés következtében kialakuló rétegvékonyodás miatt igen közel van a felszínhez. A terembe 30-50 cm hosszú gyökérvégződéses nyúlnak be. Az Oriás fölötti Szabó András-teremben már karvastagságú gyökereket találunk. De a barlangnak ezen a végén nincs közvetlen kapcsolata a felszínnel, csak a kőzetrepedéseken keresztül áramlik be a felszíni levegő. A korábbi barlang-felszín összeköttetés sokkal intenzívebb volt, amit a Felső-Galériában megtalált *Ursus deningeri* (alsó-pleisztocén: HIR J. 1988) maradvány bizonyít. A középső-pleisztocén üledékhézag okát a felszínen találhatjuk meg.

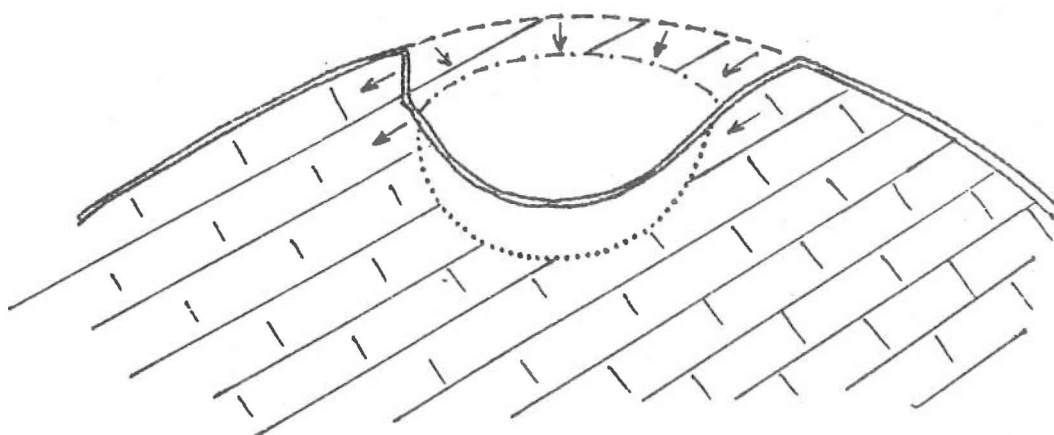
A korábbi morfológiai megfigyelések (VARGA L. 1970) egy a mészkövön szokatlan felszínformára hívták fel a figyelmet. Az Odorvár DK-i lejtőjén, a barlang bejáratával egy magasságban, egy 40-50 m hosszú, 10-12 m széles, pihenőjén 15-20 m szélesen szétterülő mészkő kőzetfolyást találunk. Ezt VARGA L. kriofrakciós eredetűnek tartotta, de a feltételezés ellen több érvet is állíthatunk. A ládini mészkőrétegek nem a Hór-völgy irányába lettek, így a völgyoldal felé a vastag rétegfedek meredeken szakadnak le. Ebből az következne, hogy a kőzettörmelék a völgyoldal pihenőin mindenképp egyenletesen oszlana el, de csak az említett kőfolyást találjuk a DK-i lejtő egy rövid szakaszán (1. ábra).

A kőfolyás nem egy vastagabb rétegfedek kötődik, hanem a jól aprózódó kőzetek tipikus kőfolyások gasztráció idején, egy szélesebb mészkővályú gyűjti össze a lepusztuló és gravitativ úton mozgó sziklákat és "terelő" a kőfolyás felé azokat. A korábban kriofrakciós falkak tartott mészkősziklák sem ilyen eredetűek, hiszen ezek olyan kis magasságúak, hogy eleve nem szolgáltathatnak ilyen nagy mennyiségű törmeléket és TOTH G. (1975) alapján feltételezhetjük, hogy ezek a meredeken leszakadó, gyakran áthajló mészkőfalak úgy alakultak ki, hogy az alátámasztásukat szolgáló agyagpala rétegek gyorsabban pusztultak le, így elvesztették egyensúlyi helyzetüket és a réteglapok mentén leszakadtak.

A kőfolyás valószínűleg egy a Hajnóczy-barlang Oriás-terme feletti korábbi barlangi terem leszakadásával jött létre. Az egykori terem fölötti fedőréteg 2-3 m lehetett. Ez a vékony réteg még jól látezik annak a "szuvaszerű" bemélyedés D-i oldalán, amely a kőfolyás tépláldja.



1. ábra. Odorvár DK-i lejtője köfolyással, a növényzet nélkül. (Rajz: Mucsi L.)



--- az egykori felszín határa a terem egykori alja
 - - - a terem mennyezete == a jelenlegi felszín

2. ábra. Vázlat az Oriás-terem feletti barlangrész beszakadásáról. (Rajz: Mucsi L.)

A szemközti oldalon azért nincs már meg ez a réteg, mert a beszakadás után az egyensúlyukat veszített rétegek becsúsztak a réteglapok mentén az egykori terembe. A terem teteje szintén a terembe, egy része pedig a völgybe csúszott és ennek törmelékanyaga alkotja a köfolyást. Ezzel eltömődött az a járatrendszer, amely lehetővé tette az alsó-pleisztocén üledékek barlangba jutását. Ezután hosszabb időnek kellett eltelnie, hogy az Oriás-terem feletti litoklázis rendszer kisseélesedjen és a felső-pleisztocén üledékek is a barlangba juthattak (2. ábra).

A talajok, mint a tájfejlődés bizonyítékai

Az odorvári talajok a változatos közettani felépítés szerint rendeződtek el. A két alapvető közettípus, sötétszürke agyagpala és a szürke, tüzköves mészkő felszíni érintkezési vonala éppen a Hajnóczy-barlang felett húzódik, így a barlang felett jelentősen eltérő talajtípusok alakultak ki. A geológiai felépítés, valamint a terepen begyűjtött talajminták fizikai és kémiai elemzése után a következő három talajtypust különítettem el:

1. köves, sziklás váztalaj,
- 2/a. fekete rendzina,
- 2/b. barna rendzina,
3. savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj.

Köves, sziklás váztalaj

A köves, sziklás váztalaj Odorvár csúcsrégiójában, 500-540 m-es tszf-i magasságban alakult ki egy viszonylag kis területen az ún. "sziklakerten".

A sziklakert talaja vékony rétegű, erodálódott, korábban valószínűleg ez a terület is erdővel borított és talajjal fedett volt. Az 5-10 cm vastag talaj csak az eróziónak kevésbé kitett lejtőszakaszokat fedi egységesen. A talaj alól kibukkanó mészkősziklák 30-40 cm-re emelkednek ki a terepszintből, csúcscsintjük egységes felületet alkot. A sziklafelületek legömbölyítettek, ami a korábbi talaj alatti korrózióra utal. A talaj és a növényzet korábbi jelenlétét bizonyítják a 3-5 cm átmérőjű gyökérkarrok. A lepusztulás után megmaradó talajréteg nem elegendő a fák megerősödéséhez, ezért csak csenevész bokrok, cserjék, valamint sajátos, fokozottan védett sziklakerti vegetáció fejlődött ki.

A talaj fejlődési mechanizmusa, valamint a talajok fizikai és kémiai elemzése azt mutatja, hogy a köves, sziklás váztalaj a fekete rendzina maradványa. A fekete

rendszina 30 cm-es talajmintája minden összehasonlított adat tekintetében megegyezik a köves, sziklás vártalaj felát. 5 cm-es mintájával (3. ábra).

A jelenlegi állapotot értékelve úgy tűnik, hogy ennek a vékony talajtekerónak sikerült stabilizálódnia, de rendkívül érzékeny az extrém időjárási változásokra. A lemosódás miatt a köves, sziklás vártalaj Odorvár területén a mészkösziklák közötti üledécsapdákban halmozódott fel, ahonnan már nehezen pusztulhat tovább.

Fekete rendszina

A korábbi fedettség bizonyítékeként a fekete rendszina homokfrakciójában ma is számottevő az agyagpala jelenléte, még olyan területeken is, ahová ma semmilyen úton nem kerülhet agyagpala. Így a fekete rendszina kialakulhat akkor is ha a mészkő nem, vagy alig tartalmaz szilikátokat, de a mészkő korábban szilikátokban gazdag kőzettel volt fedett, és az a kőzet lepusztult vagy csak néhány cm-es vastagságban fedi a mészkövet. Ilyenkor már a mészkő talajképző tulajdonságai jutnak érvényre, és emellett a szilikátos kőzet hatása is jelentkezik. A talajréteg vastagsága a sziklakert Ny-i szélétől fokozatosan növekszik és a kezdeti 20-30 cm-ről 40-50 cm-re.

Barna rendszina

A barna rendszina nem határolható el élesen sem a fekete rendszinától sem a savanyú, nem podzolos barna erdőtalajtól, de az orográfiai és a geológiai viszonyokat ismerve kiterjedési területe egy vékony sávra szűkíthető. A barna rendszina éppen a mészkő-agyagpala határvonalon helyezkedik el oly módon, hogy a mészkövet egyre vastagodó rétegekben fedi az agyagpala. A pusztuló agyagpala alól még előbukkannak a mészkösziklák is. A pala fedőréteg vastagsága az Odor-hegy felé fokozatosan növekszik és a rejtett nyílt karszt fedett karszttá alakul át, a mészkő kibukkanások fokozatosan eltűnnek.

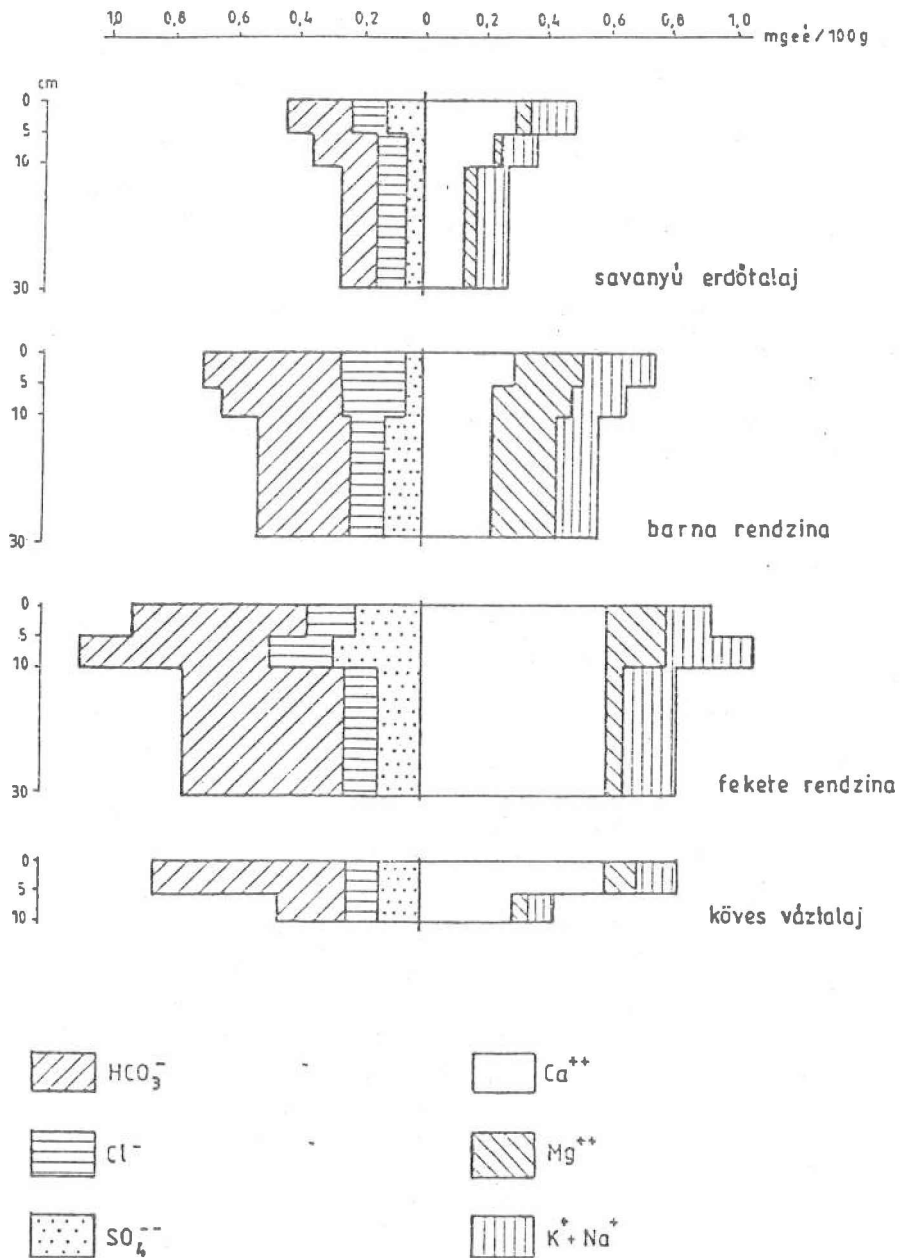
Savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj

A savanyú, nem podzolos barna erdőtalaj az Odor-hegy K-i lejtőjén alakult ki, szorosan kapcsolódva a barna rendszinához.

A karsztos formatípusok rendszerezése

Az ismertetett változásokkal együtt a karsztos formatípusok meghatározása is elvégezhető.

A pleisztocénban a terület fedett karszt volt. A nemkarsztos fedőkőzet lepusztulása után a jelenlegi fejlődési szakaszban különböző típusú mikrotérsegek jöttek létre.



3. ábra. Kicsérélhető kationok és anionok az odorvári talajokban (1987-es mintavétel)

A sziklakert feltörekvő növény- és talajtakaró ismét nyílt önálló karst (HEVESI A. 1986). Jellemző mikroformák a karrok (gyökér- és réteggarrok). A kiemelt helyzetű mészkőrög csak a csapadék révén jut vízhez. Így ezt a vízmennyiséget az önálló vízháztartás alapjaként kell kezelni.

A fekete rendszínnel borított terület növény- és talajtakaró kikantolt nyílt önálló karst (HEVESI A. szerint), míg BARANYI I. és JAKUCCS L. (1984) szerint rejtett nyílt karst, ahol a nyílt karstot már bioaktív talaj is fedi és már a talaj alatti oldás a meghatározó folyamat. Ezen a területen csak az aláásvárgó víz vesz részt a karstfolyamatokban, nemkarstos alapkőzetből ide nem jut víz.

A barna rendszínnel borított terület nyílt vegyes karst. A vízháztartást jelentősen alakítja az agyagpala felszínről lefolyó ill. az agyagpala kőzetben áramló víz.

A savanyú, nem podzolos barna erdőtalajú területek az agyagpala fedőkőzet jelenléte miatt fedett karstok.

IRODALOM

- BALOGH K. 1964. A Bükk-hegység földtani képződményei. MAFI Evkönyve, 48. 2. p. 1-719.
- BALOGH K. 1981. A magyarországi triász korrelációja. Ált. Földt. Szemle. 15.
- BARANYI I. - JAKUCCS L. 1984. Szempontok a karstok felszínformáinak rendszerezéséhez. Különös tekintettel a dolinák típusaira. - Földr. Ért. 3. füz. p. 269-286.
- BARANYI I. 1985. A karstdolinák talajainak és növényzetének sajátosságai. - Földr. Ért. 3. füz. p. 195-207.
- HEVESI A. 1978. A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata. Földr. Ért. 2. füzet p. 169-209.
- HEVESI A. 1986. Hidegvizek létrehozta karstok osztályozása. Földr. Ért. 3-4. p. 231-254.
- HIE J. 1988. A Hajnóczy-barlang üledékei. Karst és Barlang I-II. p. 17-25.
- MUCSI L. 1986. Az odorvári Hajnóczy-barlang terápia hatékonyságának vizsgálata természeti földrajzi hatótényezőkön keresztül - TDK Dolgozat, Szeged, p. 1-98.
- MUCSI L. 1989. Karsttalaj vizsgálatok Odorvár környékén. Szakdolgozat. Szeged p. 1-75.
- MUCSI L. 1991. Számítógépes módszerek a karstkutatásban. Előadás. Elhangzott 1991. május 18-19. Aggtelek. A cikk megjelenés alatt.
- PINCZES Z. 1968. A Bükk-hegység tönk és pediment felszínei. MTA FKI Int. Dok. p. 32-39.
- SZÉKELY A. 1972. Az elegyített felszín típusainak rendszere magyarországi példákon. Földr. Közl. 20. 196. p. 43-59.
- TÓTH G. 1975. A Magas-Bükk karsthidrográfiája. Doktori értekezés. Kézirat.
- VARGA L. 1970. Adatok az Odorvár és környéke karstmorfológiájához. Földr. Ért. 1. füzet p. 95-107.